جغرافیا و مخاطرات محیطی، شمارهٔ بیست و پنج، بهار ۱۳۹۷

صص ۱۵۲– ۱۳۱

DOI: 10.22067/geo.v7i1.64076

واکاوی شار همگرایی رطوبت و آب قابل بارش جوّ بارش‌های بهارهٔ ایران

مهدی دوستکامیان[1]– دانشجوی دکتری تغییر اقلیم، دانشگاه زنجان، زنجان، ایران

مسعود جلالی– استادیار گروه جغرافیا، دانشگاه زنجان، زنجان، ایران

الله مراد طاهریان زاد– دانشجوی کارشناسی ارشد آب و هواشناسی، دانشگاه زنجان، زنجان، ایران

تاریخ دریافت: ۱۳۹۶/۲/۹ تاریخ تصویب: ۱۳۹۶/۱۰/۳

چکیده

بررسی سازوکار انتقال و شناسایی منابع تأمین رطوبت بارش‌های یک منطقه و شناخت مؤلفه‌های چرخه آب بر روی آن از موضوعات موردتوجه در علوم جوّی است. پژوهش حاضر باهدف مطالعه شار همگرایی رطوبت و آب قابل بارش جو و شناسایی منابع تأمین رطوبت بارش‌های بهاره ایران صورت گرفته است. برای این منظور از داده‌های بارش روزانه ۴۸۳ ایستگاه سینوپتیکی، کلیماتولوژی و باران‌سنجی در یک دوره آماری ۵۰ ساله (۱۹۶۱– ۲۰۱۰) استفاده‌شده است. پس از استخراج روزهای بارشی فراگیر به کمک تحلیل خوشه‌ای الگوهای شار همگرایی رطوبت و آب قابل بارش جو بارش بهاره شناسایی‌شده‌اند و سپس اقدام به استخراج نقشه‌های فشار تراز دریا، ۸۵۰ و ۷۰۰ هکتوپاسکال به همراه شار همگرایی رطوبتی و آب قابل بارش جو در منطقه موردمطالعه شده است. نتایج نشان داد که مکانیسم بارش‌های فراگیر بهارهٔ ایران و شار همگرایی رطوبت در ارتباط با همگرایی شار رطوبتی ناشی پرفشار سیبری– کم فشار عربستان ، شار همگرایی رطوبت ناشی از پرفشار قزاقستان –کم فشار خلیج‌فارس، شار همگرایی رطوبت ناشی از پرفشار شمال دریای خزر–کم فشار شرق ترکیه، کم فشار عربستان، شار همگرایی رطوبت ناشی از پرفشار سیبری– کم فشار عربستان، سودان و شار همگرایی رطوبت ناشی از پرفشار سیبری –کم فشار ترکمنستان، کم فشار سودان بوده است. بیشترین مقدار رطوبت و شار همگرایی رطوبت از سمت دریای عرب، خلیج‌فارس، دریای خزر و دریای سرخ در ترازهای پایین جو و دریای مدیترانه و سیاه درترازهای بالایی جو است.

واژگان کلیدی: شارهمگرایی رطوبت، آب قابل بارش، بارش‌های بهاره، ایران

---

[1] نویسنده مسئول : ۰۹۳۶۸۳۰۵۹۸۸

Email: s.mehdi67@gmail.com

۱- مقدمه

توزیع خشکی‌ها و دریاها یکی از عوامل مهم و تأثیرگذار در شکل‌گیری مناطق آب و هوایی است، به‌طوری‌که هر نوع جابجایی انرژی از خشکی به دریا و بالعکس تغییراتی در آب‌وهوای آن منطقه ایجاد می‌کند. حجم وسیعی از آب‌های کره زمین در دریاها و اقیانوس‌ها متمرکزشده است و مقادیر زیادی از گرما، آب، گازها، ذرات آئروسل و تکانه را با اتمسفر مبادله می‌کند (Big et al., 2003) افزایش یا کاهش رطوبت در یک ناحیه وابسته به انتقال رطوبت به داخل یا خارج از آن ناحیه به‌وسیله جریان‌های اتمسفری و گردش هوا به اشکال گاز و مایع است (قائمی، ۱۳۷۳). به همین دلیل الگوهای چگونگی شار رطوبت به‌طوری فزاینده‌ای با گردش جو بخصوص الگوهای پرفشار همخوانی دارد (Lindesay & Dabreto, 1993). اشکال مختلف انتقال بخارآب علاوه بر وابستگی به گردش عمومی جو در دوره‌های زمانی مختلف متفاوت است (Akspengent, 2003). به‌طورکلی دو نوع شار رطوبتی قائم و افقی در جو وجود دارد که همیشه توأمان با یکدیگر بوده و تنها ممکن است در شرایط خاصی میزان یکی بر دیگری فزونی یابد، شار افقی به‌وسیله فرارفت هوا برای انتقال رطوبت از سطح تبخیر شونده به نقاط دیگر و شار عمودی برای انتقال رطوبت از سطح تبخیر شونده به درون جو در جهت قائم انجام می‌پذیرد (مسعودیان و محمدی، ۱۳۸۹) انتقال بخارآب در جو وابستگی مستقیم به شرایط گردش جو دارد و با تغییرات گردش جو در طی زمان، میزان و مسیر انتقال رطوبت نیز تغییر می‌یابد (Xu & Zhang, 2003) همگرایی شار رطوبت درواقع به بررسی این موضوع می‌پردازد که وزش باعث تجمع چه مقدار بخارآب در ترازهای مختلف جو می‌شود. درزمینه شار همگرایی رطوبت و تأثیر آن در بارش در داخل و خارج از ایران تحقیقات زیادی انجام‌گرفته است؛ ولی اکثر این مطالعات به‌صورت کلی بوده است، بنابراین در این مطالعه سعی بر آن است تا همگرایی شار رطوبتی بارش‌های بهاره در پهنه ایران در ارتباط با آب قابل بارش موردمطالعه و بررسی قرار گیرد. ازجمله مطالعات صورت گرفته در خارج کشور می‌توان به مطالعه شار بخارآب بر روی حوضهٔ رودخانهٔ ساسکاچوان اشاره کرد که منبع شار رطوبتی آن از اقیانوس آرام، ترکیبی از خلیج کالیفرنیا و خلیج مکزیک، خلیج هادسون و اقیانوس منجمد شمالی تأمین می‌شود (Liu & Stewart, 2003). کما اینکه بررسی و مطالعه منابع رطوبتی سیل تابستان ۱۹۹۸ در رودخانه یانگ تسه چین نشان داد که خلیج بنگال و دریای چین جنوبی منابع رطوبتی این سیل بوده‌اند (Xu & Zhang, 2003) همچنین در بررسی انتقال رطوبت و شار بخارآب بر روی بارش‌های جنوب آفریقا، قسمت جنوب غرب اقیانوس هند مهم‌ترین منبع رطوبتی بارش‌های نواحی مرکزی جنوب آفریقا بوده است (Lindesay & Dabreton, 1993). در مطالعه دیگر شار بالای بخارآب از اقیانوس آرام به سمت بادگیر کوه‌های آند یکی از دلایل اصلی بارش‌های سیل‌آسای کوه‌های آند است (Viale & Nunez, 2011). در مطالعات داخلی علیجانی در مطالعه سینوپتیکی بارش‌های بیش از ۱۰ میلی‌متر در ایران نشان داد که دریای مدیترانه منبع اصلی شار رطوبتی اکثر بارش‌های ایران بوده است (علیجانی ۱۳۷٤). این در حالی است که

براتی و حیدری در بررسی بارش‌های سنگین غرب کشور دریای مدیترانه را منبع اصلی شار رطوبتی بارش‌های غرب کشور می‌دانند (براتی و حیدری ۱۳۸۲)؛ بااین‌وجود با توجه به متنوع بودن نواحی بارشی ایران منبع رطوبتی بارش‌های ایران متفاوت می‌باشد؛ برای مثال منابع رطوبت بارش‌های مناطق کوهستانی البرز و زاگرس به ترتیب دریای خزر و خلیج‌فارس بوده است (Evans at al., 2003). در همین رابطه فرج زاده و همکاران (۱۳۹۰) در مطالعه خود بر روی بارش‌های سنگین ۷ روز ژانویه سال ۱۹۹٦ نشان دادند که منبع رطوبت اصلی برای بارش‌های غرب ایران دریای عرب و عمان در ترازهای پایین است. دریای سرخ در ترازهای میانی و دریای مدیترانه در ترازهای بالا ازنظر تأمین رطوبت نقش غالب را در بارش دارا می‌باشند، همچنین بررسی آن‌ها نشان داد که بخش عمده رطوبت در سطوح پایین جو به کشور منتقل می‌شود. همچنین انتقال رطوبت به‌سوی ایران بیش از همه متأثر از جریانات هوای مرطوب منشأ گرفته از سامانه‌های فشار مسلط در ترازهای پایین جو است. ازآنجای که توزیع فصلی بارش‌های ایران با توجه به پهناور بودن آن متنوع می‌باشند و ازآنجای که سیستم‌های کنترل کنند اقلیمی ایران از فصلی به فصل دیگر متفاوت می‌باشند لذا در راستای تکمیل کار محققان دیگر در این مطالعه سعی شده است شار همگرایی رطوبت بارش‌های بهاره در ارتباط با آب قابل بارش موردبررسی و تجزیه تحلیل قرار گیرد.

۲- مواد و روش‌ها

در این مطالعه به‌منظور واکاوی شار همگرایی رطوبت و آب قابل بارش جو بارش‌های بهاره ایران از دو پایگاه داده‌ای بهره گرفته‌شده است:

۲-۱- داده‌های محیطی

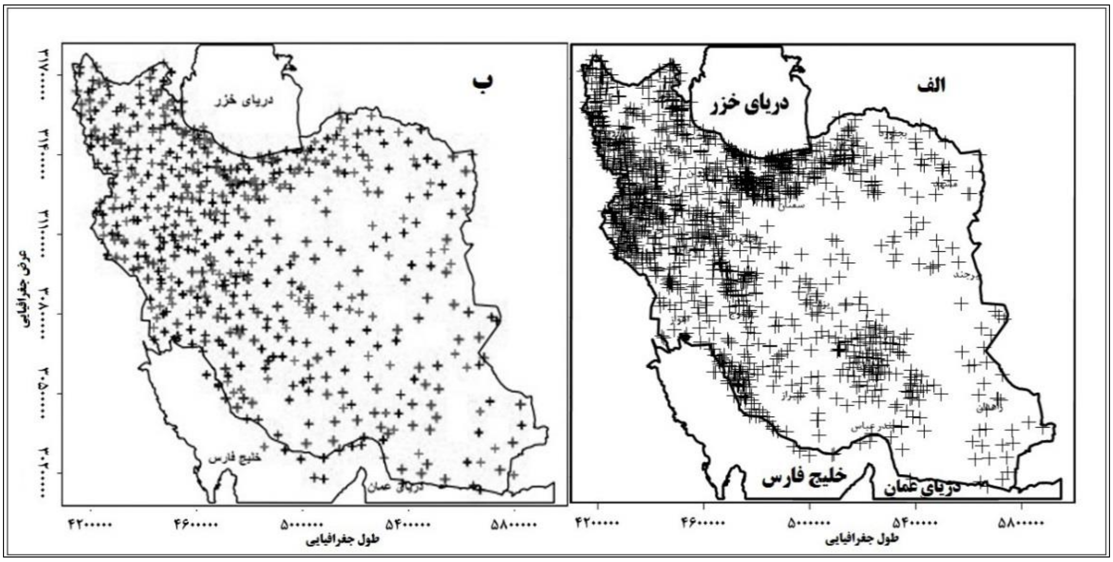
داده‌های محیطی در دو بخش جمع‌آوری‌شده‌اند. در بخش اول داده‌ها حاصل میان یابی مشاهدات بارش روزانه ۱٤٦۰ ایستگاه همدیدی و اقلیمی و رطوبت ٤۸۳ ایستگاه سینوپتیکی و اقلیمی از ابتدای سال ۱۳٤۰ تا ۱۳۸۳ از پایگاه داده‌های اسفزاری استفاده شده است. پایگاه داده‌های اسفزاری ویرایش نخست در دانشگاه اصفهان توسط دکتر سید ابوالفضل مسعودیان طراحی‌شده استفاده گردیده است. تفکیک مکانی داده‌ها ۱۵×۱۵ کیلومتر است که در سیستم تصویر لامبرت مخروطی هم‌شکل نگاشته شده‌اند. بدین ترتیب تعداد یاخته‌ها در سراسر ایران ۷۱۸۷ یاخته است. به‌منظور افزایش تفکیک زمانی پایگاه داده مذکور مشاهدات روزانه بارش از سال ۱۳۸۳ تا انتهای ۱۳۹۰ با استفاده از همان روش و همان تفکیک مکانی، میان یابی و به پایگاه داده‌های مذکور افزوده‌شده است. داده‌های این پایگاه دارای تفکیک مکانی ۱۵× ۱۵ کیلومتر بوده و در قالب سیستم تصویر لامبرت مخروطی[1] تولیدشده است و در قالب یک ماتریس ۷۱۸۷× ۱۵۹۹۲ با آرایش S (زمان در سطرها و مکان در ستون‌ها) مرتب‌شده است. به‌منظور تکمیل دورهٔ

1 Lambert Conformal Conic Projection

آماری ۵۰ ساله و افزایش دقت نتایج پژوهش، گروه دیگری از داده‌ها مربــوط از تـاریخ ۱۳۸۳/۱۰/۱۲ تـا ۱۳۹۰/۱۲/۲۹ با استفاده از داده‌های دمای کمینهٔ ٤۸۳ ایستگاه همدید و اقلیم‌شناسی که از سـازمان هواشناسـی کشـور دریافـت شـده بود، مرتب و میان یابی شد. بعد از تشکیل پایگاه داده‌ای به‌منظور تعیین روز بارشی از سه شرط استفاده‌شده است:

روزی که بارش یک میلی‌متر و بالاتر را تجربه کرده باشد	۲	حداقل دو روز تداوم داشته باشد.
حداقل ۵۰ درصد پوشش مکانی داشته باشد.		

با تعریف این شرط‌ها فقط بارش‌های فراگیر برای هرکدام از یاخته‌های موردبررسی موردتوجـه قـرار مـی‌گیرنـد و مفهوم نسبی بودن بارش فراگیر برای مناطق مختلف کشور رعایت می‌شود. شرط دوم نیز تداوم این بارش‌ها بـه مـدت حداقل ۲ روز است. با در نظر گرفتن این شرط بارش‌های با منشأ سـامانه‌ای از بارش‌هـای محلـی کـه براثـر عوامـل محیطی (مانند ارتفاع) رخ می‌دهند تفکیک می‌شوند.



شکل ۱. پراکنش ایستگاه‌های مورداستفاده در پایگاه داده اسفزاری (الف) و پراکنش ایستگاه‌های مورداستفاده برای تکمیل پایگاه اسفزاری (ب)

۲-۲- داده‌های جوی

در این بخش به‌منظور بررسی شار همگرایی رطوبت و آب قابل بارش بارش‌هـای فراگیـر بهـاره ایـران، داده‌هـای فشـار تـراز دریـا، مؤلفـه بـاد مـداری و نصـف‌النهاری، رطوبـت ویـژه و ارتفـاع ژئوپتانسـیل از پایگـاه داده‌ای (NCEP/NCAR) وابسته به سازمان ملـی جـو و اقیـانوس‌شناسـی ایالات‌متحـده آمریکـا در ترازهـای ۸۵۰ ۷۰۰ و

۱۰۰۰ هکتوپاسکال استخراج شده است. قدرت تفکیک مکانی این داده‌ها ۲/۵ ×۲/۵ درجه قوسی است. داده‌های مذکور در تارنمای www.cdc.noaa.gov قابل دست‌یابی است. بعد از استخراج داده‌ها آب قابل بارش (بین تراز دریا تا تراز ۷۵ هکتوپاسکال) و شار همگرایی رطوبت برای ترازهای دریا، ۸۵۰ و ۷۰۰ هکتوپاسکال استخراج و موردبررسی و تجزیه تحلیل قرار گرفت. بعد از استخراج روزهای بارشی فراگیر به‌منظور شناسایی الگوهای بارش فراگیر ایران از تحلیل خوشه‌ای استفاده‌شده است. در گام بعدی باهدف انجام طبقه‌بندی بر روی داده‌های فشار سطح دریا و شناسایی روزهای نماینده اقدام به تحلیل خوشه‌ای بر روی داده‌ها شد. به‌منظور انتخاب روزهای نماینده حاصل از گروه‌های به‌دست‌آمده از روش همبستگی لوند استفاده شده است. به این ترتیب برای انتخاب روز نماینده، روزی که بالاترین شباهت را با بیش‌ترین تعداد روزهای گروه دارد انتخاب‌شده. ضریب همبستگی معرف درجه همانندی الگوهای دو نقشه با همدیگر است. برای این کار باید ضریب همبستگی آستانه معینی را پذیرفت. مقدار ضریب همبستگی در این‌گونه موارد نوعاً بین ۰/۵ تا ۰/۷ تغییر می‌کند. روزهای نماینده بر پایه آستانه ۰/۵۱ استخراج شد. بنابراین روزی که با تعداد روزهای بیشتری ضریب همبستگی ۰/۵۱ داشته باشد به‌عنوان روز نماینده انتخاب گردید. بعد از استخراج روز نماینده به‌منظور تحلیل همدیدی–دینامیکی آن‌ها از آب قابل بارش و شارهمگرایی رطوبت بهره گرفته‌شده است:

آب قابل بارش: آب قابل بارش از طریق انتگرال وزنی رطوبت در راستای عمودی بین ترازهای ۱۰۰۰ تا ۲۷۵ هکتوپاسکال به شرح زیر بر داده‌های مزبور اعمال شد (عساکره و دوستکامیان، ۱۳۹۳):

رابطه (۱)	$$pw = \frac{1}{g}\int_{p_1}^{p_2} x\,dp$$

در این فرمول g شتاب جاذبه زمین، x متغیر موردنظر (در اینجا نم ویژه برحسب گرم بر کیلوگرم می‌باشد) و dp فشار می‌باشد

همگرایی شار رطوبت: افزایش یا کاهش رطوبت در یک ناحیه وابسته به انتقال رطوبت به داخل یا خارج از آن ناحیه به‌وسیله جریان‌های اتمسفری و گردش هوا به اشکال مایع و گاز می‌باشد. شاخص کل رطوبت ویژه عبارت است از مقدار آب موجود در ستونی از هوا که ارتفاع آن از تراز ۱۰۰۰ هکتوپاسکال شروع‌شده و تا ترازهای فوقانی دلخواه ادامه می‌یابد و تقریباً همان آب قابل بارش جو است. معمولاً در ارتفاع بالاتر از ۵۰۰ هکتوپاسکال هیچ‌گونه رطوبتی وجود ندارد و عملاً از ترازهای بالای ۵۰۰ صرف‌نظر می‌شود. محاسبه شاخص شار رطوبت در تفاسیر همدید پدیده‌های هیدروکلیمایی به‌ویژه تخمین حداکثر بارش محتمل (pmp)، بارش‌های سنگین و رگبار بسیار کاربردی می‌باشد. درمجموع همگرایی شار رطوبت، تجمع رطوبت در منطقه‌ای معین بر اثر وزش و جریان‌های

جوی است که برحسب گرم بر کیلوگرم هوای مرطوب بیان می‌شود. چنانچه نم ویژه با q نشان داده شود، مساوی خواهد بود با:

$q = \frac{M_\omega}{M_\alpha}$	رابطه (۲)

در این رابطه m_ω جرم بخار آب و m_α مجموع جرم بخار آب و هوای خشک است که جمعاً باید یک کیلوگرم شود که اگر به جای $\frac{m_\omega}{m_\alpha}$ مقدار آن گذاشته شود ($\frac{M_\omega}{M_\alpha} = \frac{18}{28/9} = 0.622$) معادله به شکل ساده‌ی زیر و برحسب گرم بر گرم در می‌آید:

$q = 0.622\frac{e}{p - 0.378e}$	رابطه (۳)

که در آن: P مجموع فشار جو و e فشار بخار آب است.

همگرایی شار رطوبت را بر اساس اصل پیوستگی بخار آب در دستگاه مختصات هم‌فشار به صورت زیر تعریف می‌شود:

$s = \frac{dq}{dt}$	رابطه (٤)

که در آن

$\frac{d}{dt} = \frac{\partial}{\partial t} + u\frac{\partial}{\partial x} + v\frac{\partial}{\partial y} + w\frac{\partial}{\delta p}$	رابطه (۵)

که $\bar{v} = (u, v, w$ و q رطوبت ویژه است که اختلاف بین برونداد و درونداد بخار آب در بسته هوا است. s از $E - C$ بدست می اید، که در آن E، نسبت تبخیر درون بسته هوا و C، نسبت چگالش(تراکم) در بسته هوا است. با استفاده از معادله پیوستگی، $\frac{\partial u}{\partial x} + \frac{\partial v}{\partial v} + \frac{\partial w}{\delta p} = 0$ می‌توان رابطهٔ (۱-۳۹) را به صورت معادله شار که تضمین کنندهٔ پایستگی کل جرم رطوبت است، بسط داده و بازنویسی کرد:

رابطه (٦)	$$\frac{\partial p}{\partial t}+u\frac{\partial q}{\partial x}+v\frac{\partial q}{qp}+q\left(\frac{\partial u}{\partial x}+\frac{\partial v}{\partial y}+\frac{\partial w}{\partial p}\right)=E-P$$

رابطه(۷)	$$\frac{\partial q}{\partial t} \quad + \quad \nabla.(q\bar{v}_h \quad + \quad \overline{\partial p}(qw) \quad = E-P$$

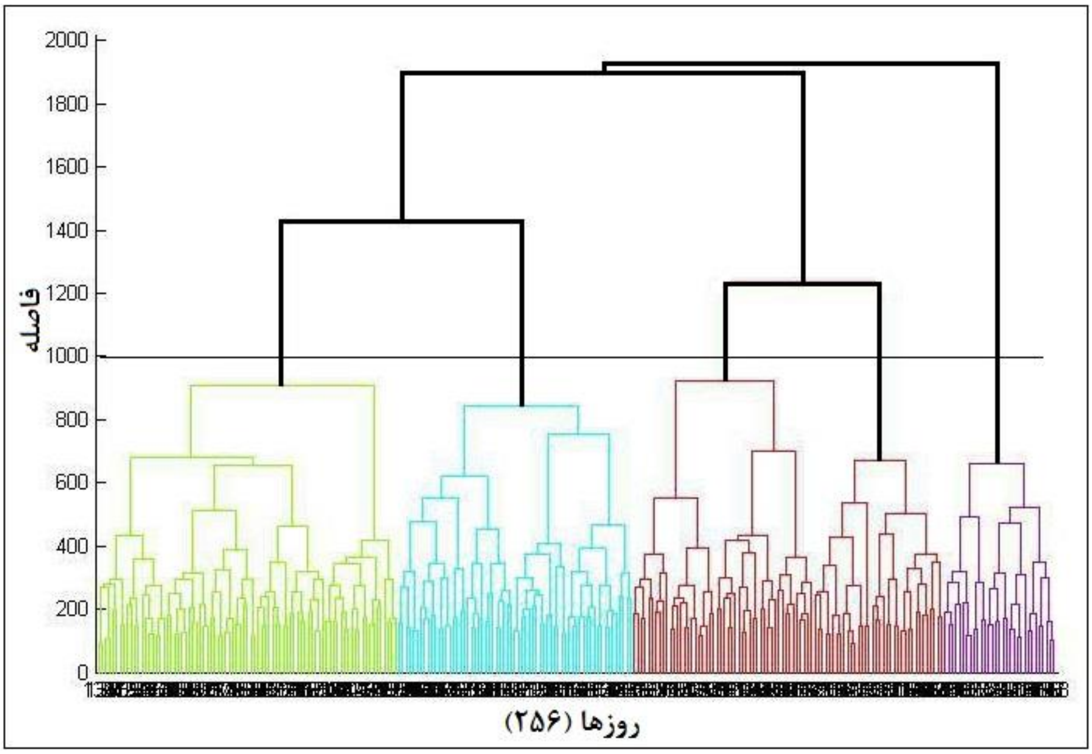
که در آن $\nabla=\frac{\partial}{\partial x}\hat{\imath}+\frac{\partial}{\partial v}\hat{\jmath}$ و $\bar{v}_h=(u,v)$ رابطه (۱-۳۹) به روشنی ترازمندی رطوبت بسته هوا که شامل: تغییر در جای q، واگرایی افقی شار رطوبت و واگرایی عمودی شار رطوبت و تغییرات ذخیره است را بیان می‌کند. صورت برداری این معادله به شکل زیر است:

رابطه (۸)	$$MFC=-\nabla.(q\bar{v}_h)=-\bar{v}_h.\nabla q-qv.\bar{v}_h$$
رابطه (۹)	$$MFC=-U\frac{\partial q}{\partial x}-V\frac{\partial q}{\partial y} \quad - \quad q(\frac{\partial u}{\partial x}+\frac{\partial v}{\partial y})$$

در رابطه‌ی (۹) جمله‌ی وزش، وزش افقی رطوبت ویژه را بیان می‌کند. جمله همگرایی، حاصل‌ضرب رطوبت ویژه در همگرایی حجم جرم را بیان می‌کند (مسعودیان، ۱۳۸۸). بعد از استخراج الگوی شار همگرایی رطوبت و آب قابل بارش جو به‌منظور شناسایی الگوهای محیطی رطوبت به کمک شاخص خودهمبستگی فضایی هات اسپات (شاخص G) الگوی خودهمبستگی رطوبت ایران موردبررسی و تجزیه تحلیلی قرار گرفت.

۳- نتایج و بحث

با اجرای تحلیل خوشه‌ای بر روی‌داده‌های فشار سطح دریا پنج الگوی شار همگرایی رطوبت (همگرایی شار رطوبتی ناشی پرفشار سیبری- کم فشار عربستان ، شار همگرایی رطوبت ناشی از پرفشار قزاقستان – کم فشار خلیج‌فارس، شار همگرایی رطوبت ناشی از پرفشار شمال دریای خزر-کم فشار شرق ترکیه، کم فشار عربستان، شار همگرایی رطوبت ناشی از پرفشار سیبری- کم فشار عربستان، سودان و شار همگرایی رطوبت ناشی از پرفشار سیبری – کم فشارترکمنستان، کم فشار سودان) برای بارش‌های بهار ایران قابل‌شناسایی می‌باشد که نتایج آن‌ها در شکل ۲ ارائه شده است. همان‌طور که مشاهده می‌شود بیشترین فراوانی الگوی شار همگرایی رطوبت بارش ایران ناشی از الگوی چهارم(پرفشار سیبری – کم فشار عربستان،کم فشار سودان) و کمترین فراوانی رخداد الگوی شار همگرایی رطوبت مربوط به الگوی پنجم ناشی از (پرفشار سیبری- کم فشار سودان ، کم فشار ترکمنستان) می‌باشد.



شکل ۲. دندروگرام حاصل از تحلیل خوشه‌ای بر روی‌داده‌های فشار سطح زمین

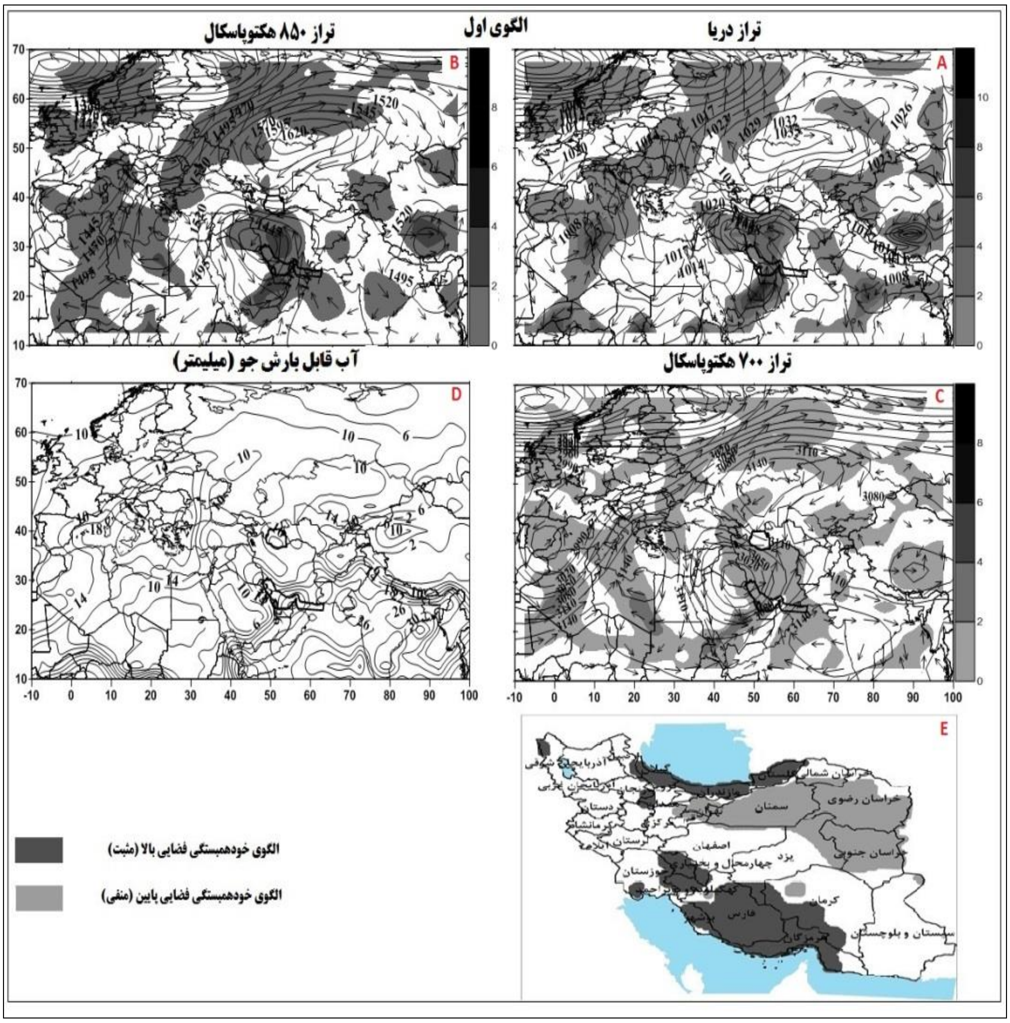
جدول ۱. مشخصات توصیفی الگوهای بارش بهاره ایران

الگو	مساحت تحت پوشش	مجموع بارش	فراوانی	میانگین آب قابل بارش
پرفشار سیبری- کم فشار عربستان	۸۲/۲۷	۱۳۶۸/۵	۳۶	۴/۲۱
پرفشار قزاقستان- کم فشار خلیج‌فارس	۶۱/۴	۲۶۱/۱	۵۰	۱/۳۸
پرفشار شمال دریای خزر-کم فشار شرق ترکیه، کم فشار عربستان	۵۱/۸	۱۶۲۶/۵	۶۵	۵/۸۵
پرفشار سیبری –کم فشار عربستان،کم فشار سودان	۶۹/۲	۱۴۷۸/۵	۸۳	۲/۲۹
پرفشار سیبری- کم فشار سودان ، کم فشار ترکمنستان	۶۷/۵	۷۶۳/۷	۳۱	۳/۵۲

الگوی اول : همگرایی شار رطوبتی ناشی از پرفشار سیبری- کم فشار عربستان (۲۰۰۹/۳/۳۰): شکل (۳) توزیع مکانی الگوی همدیدی- دینامیکی و شار همگرایی رطوبت و آب قابل بارش جو ناشی از (پرفشار سیبری- کم فشار عربستان)را نشان می‌دهد. در نقشه فشار و شار همگرایی رطوبت تراز دریا (شکل ۳-A) سامانه پرفشاری با فشار مرکزی ۱۰۳۵ هکتوپاسکال در تراز دریا بر روی نواحی جنوبی سیبری و شمال قزاقستان تشکیل‌شده و با حرکت آنتی‌سیکلونی خود با عبور از روی دریای خزر از نواحی شمال شرق وارد کشور شده است و انتقال رطوبت و

همگرایی شار رطوبتی به مقدار ٦ گرم بر کیلوگرم در نواحی شمالی و مرکزی ایران را به وجود آورده است، در همین زمان سامانه کم فشاری بر روی جنوب شرق عربستان تشکیل‌شده است و با حرکت به سمت نواحی جنوبی و جنوب غربی ایران همگرایی شار رطوبت به مقدار ۲ تا ٦ گرم بر کیلوگرم را در نواحی داخلی ایران به وجود آورده است. مسیر ورود کم فشار عربستان به سمت عرض‌های شمالی به‌گونه‌ای است که با عبور از روی دریای عمان به حالت مورب به سمت شمال غرب حرکت کرده و سپس از نواحی جنوبی ایران بین بوشهر و بندرعباس وارد ایران می‌شود (لشکری و قائمی، ۱۳۸۵). دراین‌بین عامل اصلی تأمین رطوبت بارش بهاره ایران دریای خزر، خلیج‌فارس، دریای سرخ و دریای عمان است؛ به‌گونه‌ای که در نواحی مرکزی ایران به حداکثر شار همگرایی رطوبتی به مقدار ٦ گرم بر کیلوگرم رسیده است. در همین راستا مطالعه و بررسی بارش‌های ابرسنگین یک‌روزه بیش از صد میلی‌متر ایران نیز نشان داده است که منبع اصلی رطوبت این بارش‌ها دریای خزر، خلیج‌فارس و دریای عرب بوده است (مسعودیان، ۱۳۸۷). در شکل (۳-B) سامانه کم فشار مستقر بر روی جنوب شرق عربستان و خلیج‌فارس در تراز ۸۵۰ و ۷۰۰ هکتوپاسکال کاملاً قابل‌مشاهده است با این تفاوت که در تراز ۸۵۰ هکتوپاسکال دریای عرب در حال انتقال و تزریق رطوبت به سمت نواحی خلیج‌فارس است و هسته همگرایی شار رطوبتی بیشینه بر روی خلیج‌فارس برقرار است؛ به‌گونه‌ای که سامانه کم فشار مستقر بر روی آن موجب انتقال رطوبت به نواحی جنوبی و جنوب غربی کشور شده است. در همین زمان در تراز ۷۰۰ هکتوپاسکال(شکل ۳-C) شار همگرایی رطوبتی بارش‌های بهاره ایران علاوه بر دریای عرب، خلیج‌فارس و دریای خزر تحت تأثیر دریای مدیترانه و دریای سرخ نیز قرار دارد؛ چراکه ریزش و انتقال هوای سرد و مرطوب از روی دریای مدیترانه به‌وسیله پر ارتفاع مستقر بر روی شمال آفریقا به سمت دریای سرخ موجب شده است که هسته بیشینه همگرایی شار رطوبت علاوه بر نواحی خلیج‌فارس بر روی دریای سرخ نیز برقرار شود. الگوی خودهمبستگی فضایی رطوبت(شکل ۳- E) در سطح کشور نشان می‌دهد که در فصل بهار مناطق موجود در خوشه بالا که دارای الگوی خودهمبستگی فضایی و رطوبت بالایی است در نواحی سواحل شمال دریای خزر و نواحی جنوبی کشور قرار دارد؛ با این تفاوت که بیشترین مقدار شار همگرایی رطوبت در نواحی مرکزی ایران که فاقد الگوی خودهمبستگی فضایی است برقرار است. درحالی‌که الگوی همبستگی فضایی بالا در نواحی ساحلی خلیج‌فارس و دریای خزر منطبق بر منطقه حداکثر شار همگرایی و آب قابل بارش جو است؛ بنابراین جهت جریانات به‌گونه‌ای است که شار همگرایی رطوبت از دریاهای گرم جنوب و جنوب شرقی بر روی نواحی داخلی ایران فراهم می‌شود؛ چراکه منشأ رطوبتی سامانه‌ها در مراحل اولیه و ابتدایی از نواحی خلیج عدن، دریای عرب و دریای عمان تأمین می‌شود و هوای گرم و مرطوب نواحی ذکرشده را به‌سوی خلیج‌فارس انتقال می‌دهند (لشکری و قائمی ۱۳۸۵). جهت بررسی میزان آب قابل بارش جو و تأمین رطوبت بارش‌های بهاره نقشه آب قابل بارش در شکل (۳-D) نشان می‌دهد که بیشترین میزان آب قابل بارش بر روی دریای عرب به مقدار ۲۸ میلی‌متر و

در خلیج‌فارس به مقدار ۲۲ میلی‌متر می‌باشد؛ به‌گونه‌ای که کاملاً منطبق بر حداکثر میزان شـار همگرایـی رطوبـت جـو بوده است و به سمت نواحی مرکزی ایران با دور شدن از منابع رطوبتی از مقدار آب قابل بـارش کاسـته شـده اسـت؛ چراکه محتوای رطوبت یا بخارآب جو در پهنه‌های خشکی مناطق حاره بـه دلیـل دوری از دریاهـا و دریافـت انـرژی تابشی زیاد کمتر است و در مقابل گنجایش رطوبتی آن به دلیل دمای بیش‌ازحد موجب کاهش قابل‌توجـه رطوبـت در این مناطق شده است (شریعت مداری، ۱۳۹۱).

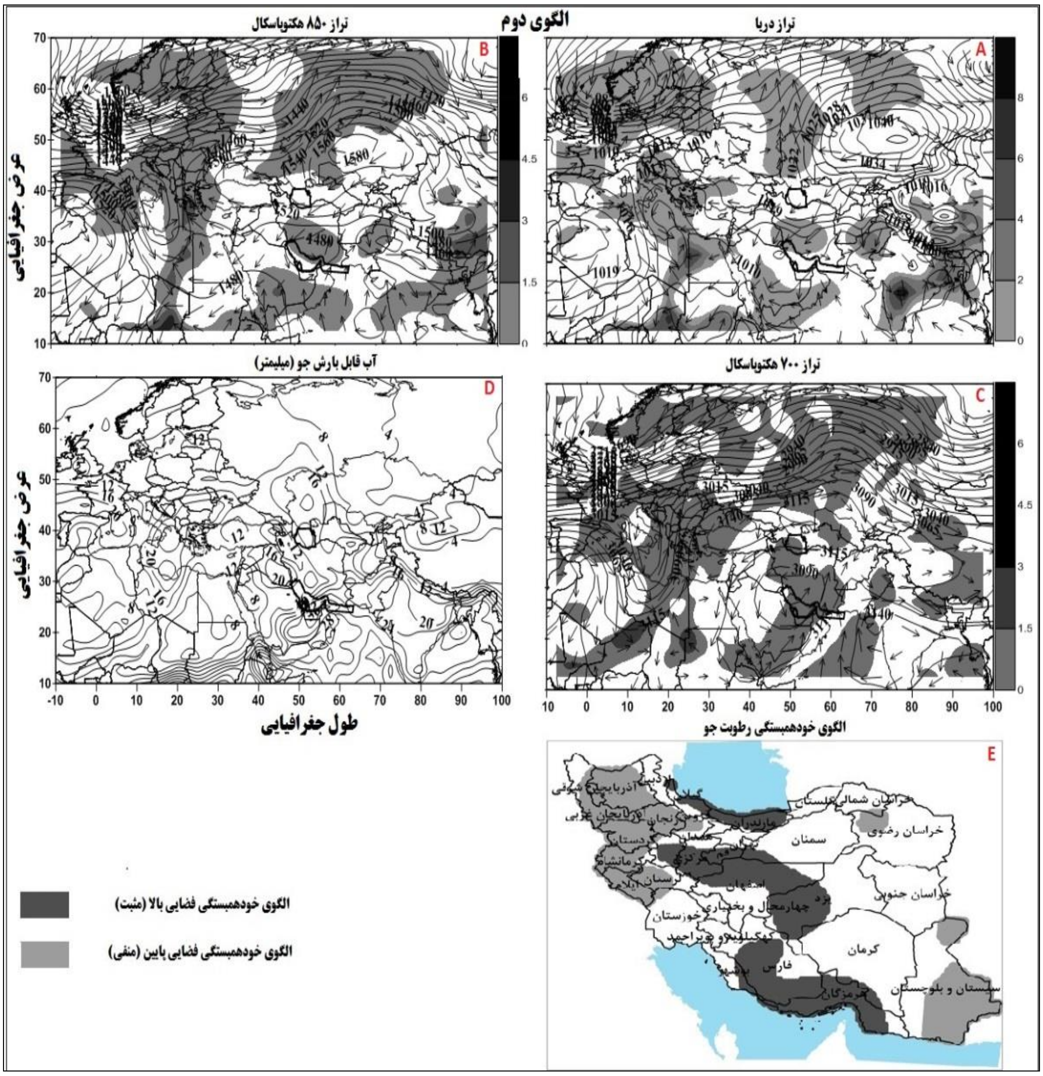


شکل ۳. (A): فشار تراز دریا برحسب هکتوپاسکال و شار همگرایی رطوبت برحسب گرم بر کیلوگرم. (B): فشار تراز ۸۵۰ هکتوپاسکال و شار همگرایی رطوبت برحسب گرم بر کیلوگرم. (C): فشار تراز ۷۰۰ هکتوپاسکال و شار همگرایی رطوبت برحسب گرم بر کیلوگرم. (D): نقشه آب قابل بارش جو برحسب میلی‌متر. (E): نقشه الگوی خودهمبستگی فضایی رطوبت

درنتیجه ازیک‌طرف شار همگرایی رطوبت خلیج‌فارس، دریای سرخ و دریای مدیترانه در سطوح پایینی جو به همراه کم فشار سودان و خلیج‌فارس و از طرف دیگر حضور پرفشار سیبری در نیمه شمالی کشور و ایجاد شیو فشاری شدید به همراه شار همگرایی رطوبت دریای عرب در نواحی جنوب شرقی کشور زمینه ایجاد ناپایداری را فراهم می‌سازد و موجب ایجاد بارش فراگیر در منطقه مطالعاتی شده است.

الگوی دوم: همگرایی رطوبت ناشی از پرفشار قزاقستان –کم فشار خلیج‌فارس (۱۹۷۷/٤/۲): شکل (٤) توزیع مکانی الگوی همدیدی– دینامیکی و شار همگرایی رطوبت را برای الگوی دوم (پرفشار سیبری –کم فشار خلیج-فارس) نشان می‌دهد. در نقشه فشار و شار همگرایی رطوبت تراز دریا (شکل ٤–A)نشان می‌دهد که شار همگرایی رطوبت به مقدار ۲ گرم بر کیلوگرم در نواحی جنوبی کشور برقرار است؛ چراکه در نواحی حوضه خلیج‌فارس سامانه کم فشاری حاکم است و با حرکت سیکلونی خود در حال انتقال رطوبت خلیج‌فارس به سمت عرض‌های بالایی و نواحی جنوبی ایران می‌باشد. این درحالی است که در تراز ۸۵۰ هکتوپاسکال (شکل ٤–B) شار رطوبتی قوی از طرف مدیترانه تا نواحی شمالی سودان و دریای سرخ برقرار است و با قرارگیری در داخل سامانه کم فشار در حال حرکت به سمت نواحی جنوبی عربستان و حوضه خلیج‌فارس می‌باشد. همان‌طور که مشاهده می‌شود سطوح آبی تأثیرگذار در بارش‌های بهاره ایران حجم بسیار زیادی از رطوبت را در تراز ۸۵۰ و ۷۰۰ هکتوپاسکال منتقل نموده‌اند که دراین‌بین خلیج‌فارس، دریای عرب و دریای سرخ بیشترین نقش را در تأمین رطوبت داشته‌اند. به‌گونه‌ای که هسته‌های شار همگرایی رطوبت در تراز دریا به دلیل نقش اصطکاک عوامل محیطی و سطحی کاملاً به‌صورت هسته-های جدا از هم برقرار است ولی در تراز ۷۰۰ هکتوپاسکال به دلیل از بین رفتن نیروی اصطکاک و حضور جریانات در تراز ۷۰۰ هکتوپاسکال هسته‌های رطوبتی کاملاً به‌هم‌پیوسته و ادغام‌شده است. میزان تأثیرگذاری سطوح آبی در تأمین رطوبت بارش‌های بهاره ایران در سطوح مختلف متفاوت است؛ به‌گونه‌ای که خلیج‌فارس تنها منبع تأمین رطوبت بارش‌های بهاره در تراز دریا و ۸۵۰ هکتوپاسکال می‌باشد؛ درصورتی‌که دریای عمان، دریای سرخ و دریای خزر بیشترین نقش را در تأمین رطوبت و شار همگرایی رطوبت بارش‌های بهاره ایران در تراز ۷۰۰ هکتوپاسکال (شکل ٤–C) بر عهده‌دارند، این در حالی است که دریای مدیترانه تنها در تراز ۸۵۰ هکتوپاسکال با ادغام شدن در نواحی جنوبی دریای سرخ و حرکت به سمت نواحی حوضه خلیج‌فارس در تأمین رطوبت و همگرایی شار رطوبتی بارش‌های بهاره ایران نقش داشته است. الگوی خودهمبستگی فضایی رطوبت بارش‌های بهاره ایران در شکل (٤–E) نشان می‌دهد که همانند الگوی اول بیشترین میزان خودهمبستگی فضایی در دو نوار ساحلی خلیج‌فارس و دریای خزر برقرار است با این تفاوت که برعکس الگوی اول نواحی مرکزی ایران دارای الگوی خودهمبستگی فضایی بالایی است و به سمت نواحی شمال غربی کشور از میزان خودهمبستگی فضایی کاسته شده به‌طوری‌که دارای خوشه خودهمبستگی فضایی پایین می‌باشد. بااین‌وجود الگوی خودهمبستگی فضایی نواحی مرکزی و نوار ساحلی

خلیج‌فارس کاملاً منطبق بر حداکثر میزان شار همگرایی رطوبت است و نواحی شرقی و شمال شرقی فاقد هرگونه خودهمبستگی فضایی است؛ چراکه شار و انتقال رطوبت در نواحی ساحلی و مرکزی کشور برقرار است ولی در نواحی شمال غربی به دلیل دوری از منابع رطوبتی و مسیر عبور جریانات حامل رطوبت منابع آبی اطراف در تراز دریا، ۸۵۰ و ۷۰۰ هکتوپاسکال بسیار کم و ناچیز است.

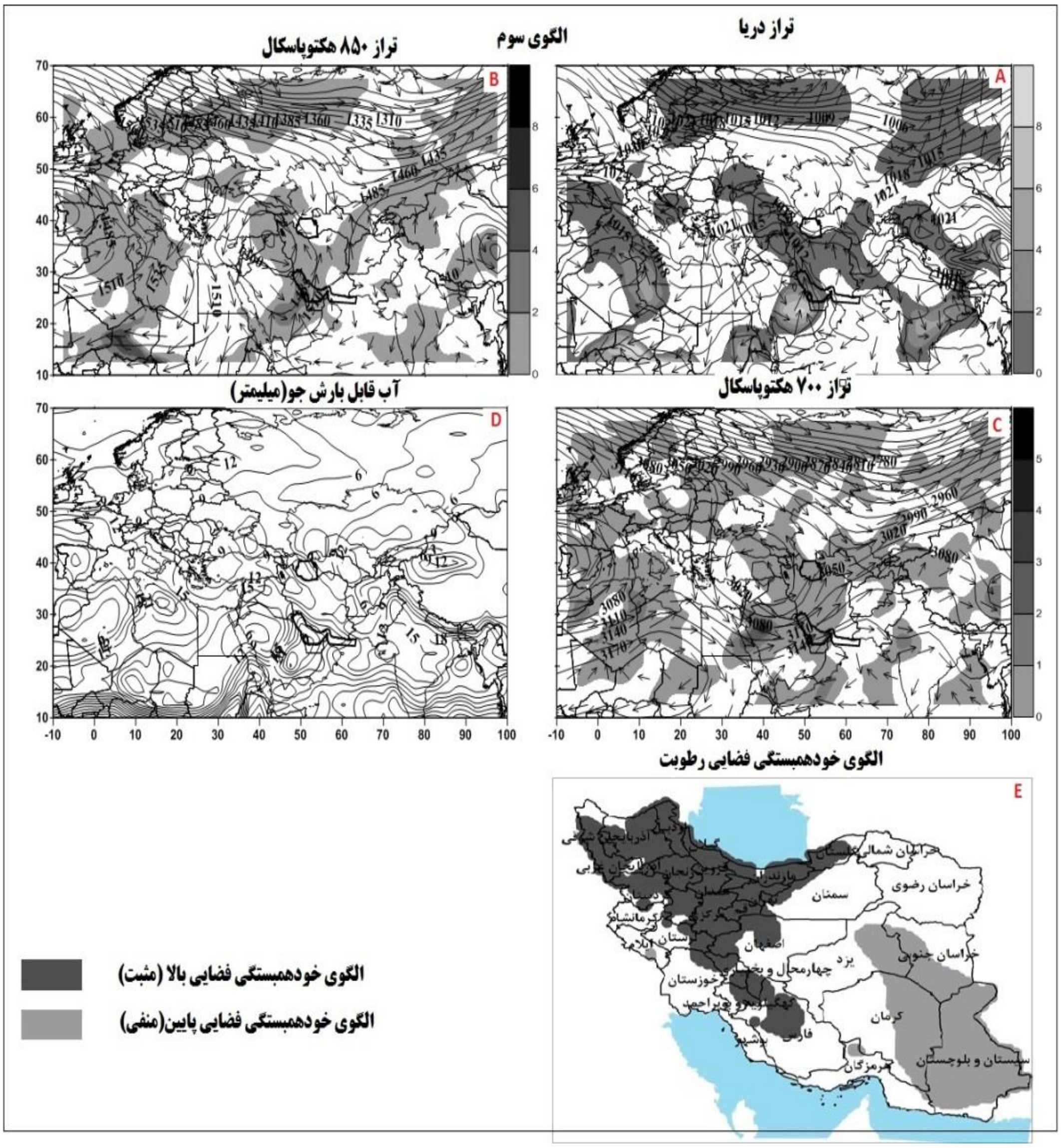


شکل ٤. (A): فشار تراز دریا برحسب هکتوپاسکال و شار همگرایی رطوبت برحسب گرم بر کیلوگرم. (B): فشار تراز ۸۵۰ هکتوپاسکال و شار همگرایی رطوبت برحسب گرم بر کیلوگرم. (C): فشار تراز ۷۰۰ هکتوپاسکال و شار همگرایی رطوبت برحسب گرم بر کیلوگرم.(D): نقشه آب قابل بارش جو برحسب میلی‌متر. (E): نقشه الگوی خودهمبستگی فضایی رطوبت

ازآنجایی‌که مقدار آب قابل بارش در میزان شار همگرایی رطوبت و بارندگی مؤثر است بررسی میزان آب قابل بارش در شکل (D-٤) نشان می‌دهد که بیشترین میزان آب قابل بارش جو ایران به مقدار ٤٠ میلی‌متر بر روی دریای عمان و دریای عرب و به مقدار ٢٠ گرم بر کیلوگرم در نواحی غربی ایران بوده است و کمترین مقدار آن در نواحی مرکزی و شرقی کشور برقرار است؛ بنا به این دلیل و همگرایی شدید شار رطوبتی در نواحی جنوبی، جنوب غربی و غربی ایران احتمال دارد که اوج بارش‌ها در این نواحی رخ‌داده باشد؛ بنابراین استقرار سامانه کم فشار در نواحی حوضه خلیج‌فارس و نواحی جنوبی خاورمیانه علاوه بر ایجاد ناپایداری و صعود قائم هوا عامل اصلی همگرایی شار رطوبت را بازی کرده است؛ این در حالی است که حضور پرفشار قزاقستان با فشار مرکزی ١٠٤٠ هکتوپاسکال در نواحی مرکزی و شمالی قزاقستان با حرکت آنتی‌سیکلونی خود موجب حرکت و ریزش هوای سرد بر روی دریای خزر شده است ولی به دلیل حضور کوه‌های البرز توان انتقال رطوبت و عبور به سمت نواحی مرکزی و جنوبی را در سطح دریا و ٨٥٠ هکتوپاسکالی ندارد درصورتی‌که در سطح ٧٠٠ هکتوپاسکالی از نواحی غربی و جنوب غربی دریای خزر وارد نواحی شمال غربی و مرکزی کشور شده است و با ادغام در شار همگرایی رطوبت نواحی جنوبی موجب ایجاد شار همگرایی رطوبت در سطح وسیعی شده است و ازآنجایی‌که حداکثر اختلاف فشار به‌واسطه حضور دو سامانه کم فشار خلیج‌فارس و پرفشار قزاقستان در نواحی داخلی ایران برقرار است می‌تواند موجب بارش‌های فراگیر در سطح کشور شود.

الگوی سوم: شار همگرایی رطوبت ناشی از پرفشار شمال دریای خزر-کم فشار شرق ترکیه، کم فشار عربستان(٢٠٠٧/٤/٢): شکل (٥) توزیع مکانی الگوی همدیدی- دینامیکی به همراه شار همگرایی رطوبت روز نماینده را برای الگوی سوم ناشی از پرفشار شمال دریای خزر-کم فشار شرق ترکیه و کم فشار عربستان نشان می-دهد. در نقشه فشار تراز دریا و شار همگرایی رطوبت (شکل ٥-A) شار همگرایی مثبت رطوبتی اکثر پهنه ایران را در برگرفته است. به‌گونه‌ای که بیشترین مقدار شار همگرایی و انتقال رطوبت نواحی جنوبی و غربی کشور از منابع رطوبتی خلیج‌فارس، دریای عمان و دریای سرخ، نواحی شمالی و شمال غربی کشور از طریق دریای خزر و دریای سیاه و نواحی شرقی کشور از طریق نواحی شبه‌قاره هند تأمین می‌شود. این در حالی است که در تراز ٨٥٠ هکتوپاسکال (شکل ٥-B) برعکس تراز دریا هسته شار همگرایی رطوبت شبه‌قاره هند در نواحی جنوب شرقی کشور برقرار نیست و شار همگرایی رطوبتی حوضه خلیج‌فارس به میزان ٦ گرم بر کیلوگرم به سمت نواحی شمالی‌تر جابجا شده است؛ به‌طوری‌که به همراه منابع رطوبتی دریای سیاه و دریای خزر اکثر پهنه موردمطالعه را در برگرفته است. در تراز ٧٠٠ هکتوپاسکال (شکل ٥- C) هسته بیشینه شار همگرایی رطوبت به داخل عربستان نفوذ کرده و انتقال رطوبت از طرف دریای سیاه به شکل بهتری برقرار است. شرایط سینوپتیکی حاکم در نواحی اطراف منطقه موردمطالعه به‌گونه‌ای است که سامانه پرفشار حاکم بر روی دریای خزر در تراز دریا و سامانه‌های کم ارتفاع

تراز ۸۵۰ و ۷۰۰ هکتوپاسکال بر روی نواحی شرقی ترکیه به همراه کم فشار حاکم بر روی عربستان کـه ادامـه سـامانه گسترش‌یافته سودان است موجب انتقال و جابجایی رطوبت به سمت نواحی داخلی ایران شده است. در همـین راسـتا هرچند شار همگرایی رطوبت ضعیف است ولی اکثر مناطق ایران را تحت تأثیر خود قرار داده است.

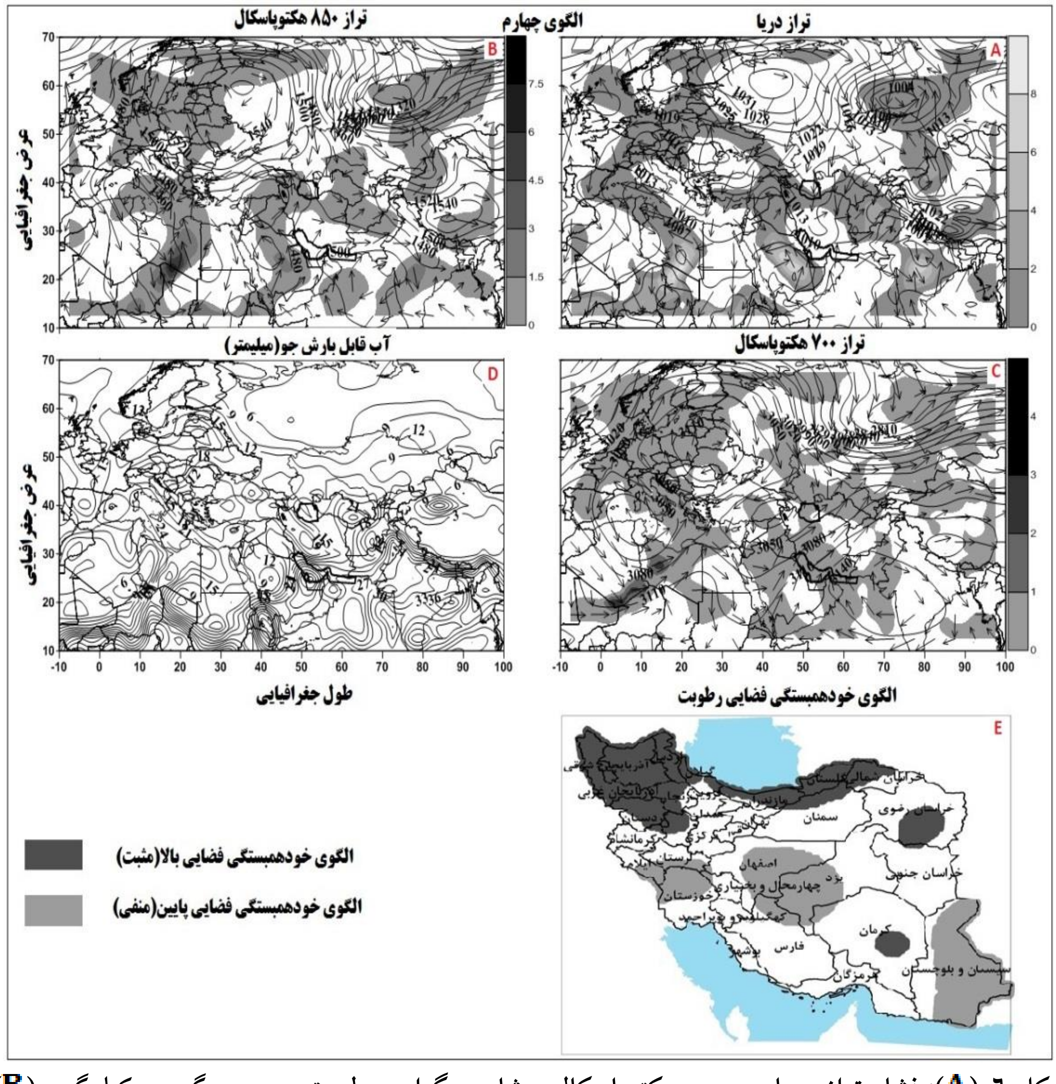


شکل ۵. (A): فشار تراز دریا برحسب هکتوپاسکال و شار همگرایی رطوبت برحسب گرم بر کیلوگرم. (B): فشار تراز ۸۵۰ هکتوپاسکال و شار همگرایی رطوبت برحسب گرم بر کیلوگرم. (C): فشار تراز ۷۰۰ هکتوپاسکال و شار همگرایی رطوبت برحسب گرم بر کیلوگرم. (D): نقشه آب قابل بارش جو برحسب میلی‌متر. (E): نقشه الگوی خودهمبستگی فضایی رطوبت

در نواحی شمال غربی کشور به دلیل شار و انتقال رطوبت از سوی دریای سیاه و خزر شار همگرایی رطوبت بالا است و به‌تبع آن الگوی خودهمبستگی فضایی رطوبت (شکل ۵-E) در این نواحی نیز بالا می‌باشد. این در حالی است که اکثر نقاط کشور به‌جز نواحی شرقی که الگوی خودهمبستگی پایین است، سایر نقاط کشور فاقد هرگونه الگوی خودهمبستگی فضایی رطوبتی می‌باشد. ازآنجاکه آب قابل بارش نمایه‌ای از رطوبت می‌باشد، کاهش یا افزایش آن حاصل عوامل متعددی است که یکی از مهم‌ترین عوامل مؤثر، انتقال یا عدم انتقال رطوبت به داخل کشور می‌باشد (فلاح قالهری،۱۳۹۰) در همین راستا جهت توجیه مقدار شار همگرایی رطوبت و میزان بارش بهاره در سطح کشور نقشه آب قابل بارش در شکل (۵-D) ارائه‌شده است. همان‌طور که پراکندگی و متوسط سالانه و ماهانه آب قابل بارش در سراسر جهان بر روی اقیانوس‌ها به‌ویژه در نزدیکی خط استوا زیاد و در قطب و عرض‌های بالا کم می‌باشد. بیشترین مقدار آب قابل بارش جو ایران به مقدار ۲۴ میلی‌متر در نواحی جنوبی و بر روی خلیج‌فارس و پس‌ازآن بر روی دریای سرخ که یکی از مراکز اصلی تأمین رطوبت بارش‌های بهاره ایران است برقرار می‌باشد؛ و به سمت نواحی شمالی از مقدار آب قابل بارش جو کاسته شده است تا اینکه به مقدار ۹ میلی‌متر در نواحی شمال غربی کشور رسیده است.

الگوی چهار: شار همگرایی رطوبت ناشی از پرفشار سیبری- کم فشار عربستان، سودان (۱۹۶۲/٤/۲۲): شکل (٦) توزیع مکانی الگوی همدیدی- دینامیکی به همراه شار همگرایی رطوبت روز نماینده را برای الگوی چهارم (پرفشار سیبری- کم فشار عربستان، کم فشار سودان) نشان می‌دهد که برعکس الگوهای نقشه‌ای قبلی که بیشترین مقدار شار همگرایی رطوبتی در نواحی جنوبی و جنوبی غربی کشور حاکم بوده است در این الگو که شار همگرایی رطوبت ناشی از پرفشار سیبری و کم فشار عربستان و سودان است شار همگرایی رطوبتی ضعیفی در تراز دریا (٦-A) و تراز ۸۵۰ هکتوپاسکال (٦-B) در نواحی شمالی و سواحل دریا خزر برقرار است چراکه هسته‌ای از سامانه پرفشار سیبری با حرکت آنتی‌سیکلونی و نصف‌النهاری خود بر روی دریای خزر و سواحل شمالی آن قرارگرفته و ازآنجاکه الگوهای شار رطوبت به‌طوری فزاینده‌ای با الگوهای پرفشار همخوانی دارد این سامانه موجب انتقال رطوبت به نیمه شمالی کشور شده است و از طرف دیگر در نواحی شرقی ترکیه و مدیترانه سامانه کم فشاری حاکم است که موجب شار و انتقال رطوبت دریای سیاه و مدیترانه به سمت نواحی شمال غرب و شمالی کشور شده است. بارش‌های سنگین و فراگیر سواحل شمالی کشور هرچند تحت تأثیر پرفشار سیبری قرار دارد و در تعداد روزهای بارشی تأثیر دارد ولی رطوبت آن‌ها از طریق تبخیر آب دریای خزر، سیاه و دریای مدیترانه تأمین می‌شوند (مرادی، ۱۳۸۳) شار همگرایی رطوبت در تراز ۷۰۰ هکتوپاسکال (شکل ٦- C) علاوه بر مناطق شمالی در مناطق جنوبی و شرقی کشور نیز برقرار است؛ به‌گونه‌ای که بیشترین مقدار شار همگرایی رطوبت در نواحی جنوبی کشور حاکم است چراکه سامانه پر ارتفاعی با فشار مرکزی ۳۱٤۰ ژئوپتانسیل متر بر روی دریای عرب حاکم است و با حرکت آنتی‌سیکلونی

خود در حال تزریق رطوبت در جلوی کم فشار عربستان و سودان است بـه‌گونـه‌ای کـه موجـب انتقـال رطوبـت بـه سمت نواحی جنوبی و جنوب غربی کشور شده است. در این نوع سـامانه پرفشـار مسـتقر بـر روی دریـای عـرب و شرق عربستان، کم فشارهای (چرخندها) فعال روی غرب ایران را تقویت می‌کننـد و هـوای گـرم و مرطـوب حاشـیه جنوبی این پرفشار تأمین‌کننده قسمتی از رطوبت سـامانه‌هـای سـودانی مـی‌باشـد (لشـکری، ١٣٧٥؛ لشـکری، ١٣٨١؛ لشکری، ١٣٨٢؛ مفیدی، ١٣٨٣؛ خلج، ١٣٨١).

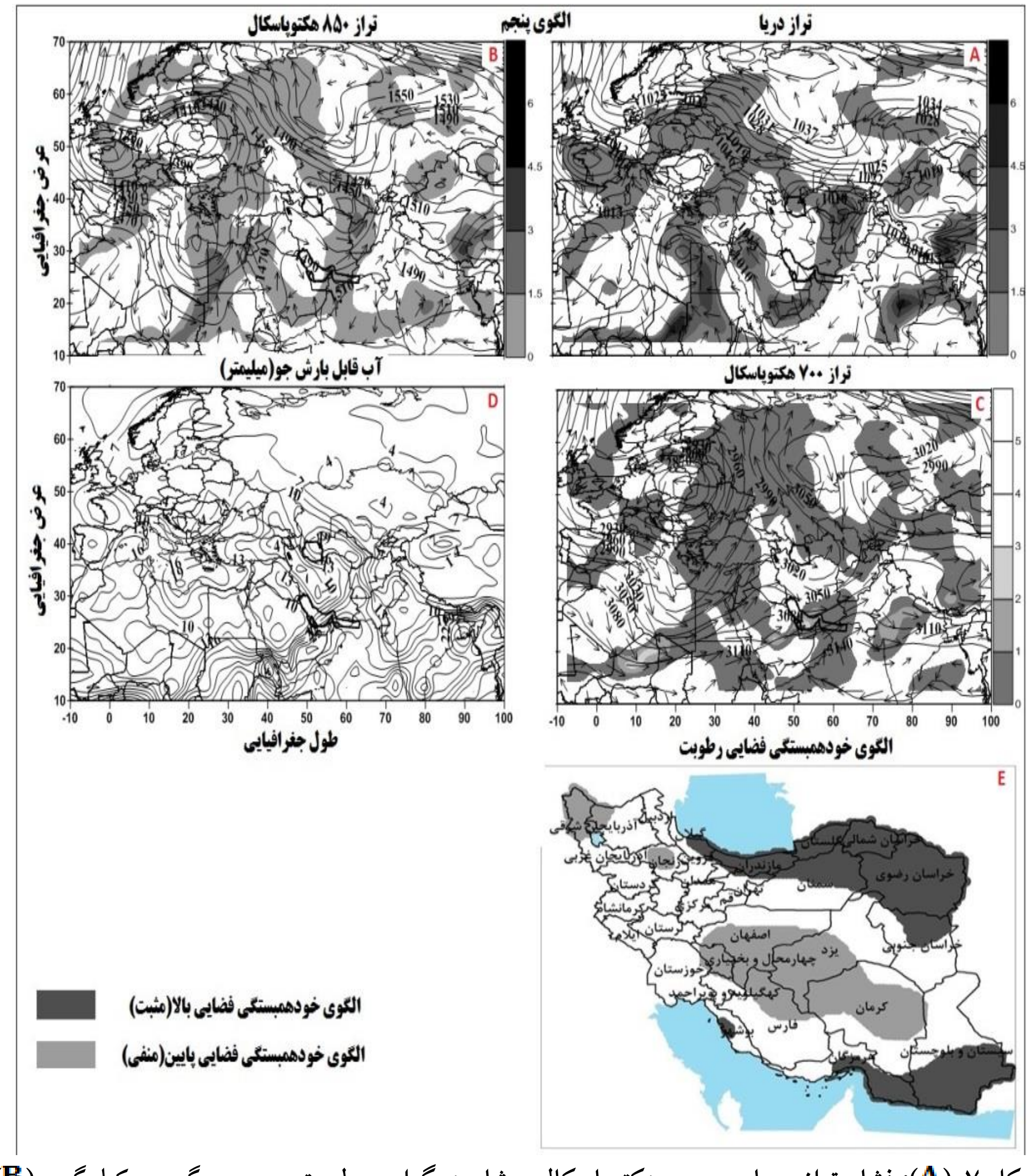


شکل ٦. (A): فشار تراز دریا برحسب هکتوپاسکال و شار همگرایی رطوبت برحسب گرم بر کیلوگرم. (B): فشار تراز ۸۵۰ هکتوپاسکال و شار همگرایی رطوبت برحسب گرم بر کیلوگرم. (C): فشار تراز ۷۰۰ هکتوپاسکال و شار همگرایی رطوبت برحسب گرم بر کیلوگرم. (D): نقشه آب قابل بارش جو برحسب میلی‌متر. (E): نقشه الگوی خودهمبستگی فضایی رطوبت

در شکل (E-٦) الگوی خودهمبستگی فضایی مناطق دارای خوشه بالا که مقدار رطوبت و خودهمبستگی فضایی بالایی دارند که تقریباً منطبق بر حداکثر همگرایی شار رطوبتی تراز دریا و تراز ۸۵۰ هکتوپاسکال در سواحل شمال دریای خزر و نواحی شمال غربی ایران است؛ این حالی است که لکه‌های کوچکی از رطوبت بالا و خودهمبستگی فضایی بالایی در نواحی جنوبی خراسان رضوی منطبق بر شار همگرایی رطوبتی بالای حاصل از دریای خزر و در نواحی کرمان منطبق بر شار همگرایی رطوبت تراز ۷۰۰ هکتوپاسکالی شار شده از نواحی دریای عرب می‌باشد، بااین‌حال به‌جز نواحی از جنوب غرب زاگرس و محدوده جنوب شرقی کشور که دارای الگوی خودهمبستگی فضایی پایین است، سایر نواحی پهنه موردمطالعه به دلیل دور بودن از نواحی تزریق رطوبت و خارج بودن از مسیر جریانات حامل رطوبت فاقد الگوی خودهمبستگی فضایی است. ازآنجایی‌که مقدار آب قابل بارش در میزان شار همگرایی رطوبت و بارندگی مؤثر است بررسی میزان آب قابل بارش در نقشه (D-٦) نشان می‌دهد که بیشترین میزان آب قابل بارش بازهم در نواحی جنوبی ایران در محدوده خلیج‌فارس به مقدار ٢٤ میلی‌متر و پس‌ازآن در نواحی شمالی کشور به مقدار ۱۲ میلی‌متر و کمترین مقدار آب قابل بارش جو در نواحی مرکزی کشور به مقدار ۹ میلی‌متر بوده است؛ بنابراین علاوه بر شرایط رطوبتی بارش بهاره در اکثر نواحی ایران حضور سامانه‌های مختلف و با ماهیت متفاوت موجب ایجاد شیو فشاری شدیدی در نواحی غربی و شمال غربی کشور شده است؛ به‌گونه‌ای که انتظار می‌رود اوج بارش‌ها منطبق بر نواحی حداکثر اختلاف فشار و عوامل صعود باشد چراکه میزان آب قابل بارش و شار همگرایی رطوبت در اکثر مناطق منطقه موردمطالعه برقرار است؛ درحالی‌که شرایط صعود و ناپایداری در همه جای ایران وجود ندارد.

الگوی پنجم: شار همگرایی رطوبت ناشی از پرفشار سیبری –کم فشارترکمنستان، کم فشار سودان (۱۹۷٦/۳/۲۲): شکل (۷) توزیع مکانی الگوی همدیدی- دینامیکی به همراه شار همگرایی رطوبت روز نماینده را برای الگوی پنجم (پرفشار سیبری –کم فشارترکمنستان، کم فشار شمال آفریقا) نشان می‌دهد. در نقشه فشار و شار رطوبتی تراز دریا (شکل ۷-A) به‌جز در نواحی شرقی و شمال شرقی کشور در سایر نقاط شار همگرایی رطوبتی برقرار نیست. این در حالی است که بیشترین مقدار شار همگرایی رطوبتی در خارج از محدوده موردمطالعه بر روی ترکمنستان، جنوب عربستان و شمال افریقا برقرار است، اما در تراز ۸۵۰ هکتوپاسکال (شکل ۷- B) شار همگرایی ضعیفی به مقدار ۱ گرم بر کیلوگرم علاوه بر مناطق شرق و شمال شرق کشور نواحی جنوبی را از طرف دریای عرب تحت تأثیر قرار داده است. به‌گونه‌ای که کانون اصلی شار رطوبتی به سمت نواحی جنوبی در تراز ۸۵۰ هکتوپاسکال دریای عرب می‌باشد. نقش پررنگ دریای عرب در تأمین رطوبت به دلیل این است که دریای عرب با واقع‌شدن در عرض‌های پایین‌تر از ذخیره انرژی بالایی برخوردار است و می‌تواند موجب شار حجم زیادی از رطوبت به سمت نواحی جنوبی و جنوب غربی ایران شود (کریمی احمدآباد، ۱۳۸٦). وضعیت شار همگرایی رطوبت نواحی اطراف

ایران در تراز ۸۵۰ هکتوپاسکال برعکس تراز دریا خیلی ضعیف است ولی در تـراز ۷۰۰ هکتوپاسـکالی (شـکل ۷-C) شار همگرایی رطوبت نسبتاً قوی بر روی حوضه خلیج‌فارس به مقدار ۳ گرم بر کیلوگرم برقرار است.



شکل ۷. (A): فشار تراز دریا برحسب هکتوپاسکال و شار همگرایی رطوبت برحسب گرم بر کیلوگرم. (B): فشار تراز ۸۵۰ هکتوپاسکال و شار همگرایی رطوبت برحسب گرم بر کیلوگرم. (C): فشار تراز ۷۰۰ هکتوپاسکال و شار همگرایی رطوبت برحسب گرم بر کیلوگرم. (D): نقشه آب قابل بارش جو برحسب میلی‌متر. (E): نقشه الگوی خودهمبستگی فضایی رطوبت

حاکمیت و استقرار شار همگرایی ضعیف رطوبتی در منطقه مطالعاتی ازیک‌طرف به دلیل حاکم بودن سامانه‌های کم فشار ترکمنستان است که کاملاً از نواحی رطوبتی دور بوده و منبع جذب رطوبت در مسیر حرکت آن وجود ندارد؛ و از طرف دیگر کم فشار سودان در تراز دریا درحرکت به سمت عرض‌های بالاتر بر روی دریای سرخ که منشأ رطوبتی برای بارش‌های ایران است قرار نگرفته است، به‌طوری‌که هسته اصلی آن بر روی شمال آفریقا (مصر و لیبی) قرارگرفته است و تنها زمانی که در تراز ۸۵۰ و ۷۰۰ هکتوپاسکالی جریانات شرق سو حاکم باشند، با تزریق رطوبت از شرق دریای مدیترانه و دریای سیاه موجب شار و انتقال رطوبت به سمت عرض‌های پایین‌تر می‌شود؛ به‌گونه‌ای که با ادغام شدن در شار رطوبتی خلیج‌فارس در تراز ۷۰۰ هکتوپاسکال موجب تقویت شار همگرایی رطوبت شده است. استقرار پرفشار سیبری و حرکت زبانه‌ای از آن به سمت عرض‌های پایین‌تر موجب شار و انتقال رطوبت به سمت نواحی ساحلی خزر و قسمت‌های شرقی آن شده است؛ حضور زبانه‌ای از سامانه پرفشار سیبری در نواحی شمالی و شرقی ترکمنستان موجب حداکثر شیو فشار در نواحی شمالی آن شده است و آنجا که نواحی شرقی دریای خزر به‌صورت جزئی تحت تأثیر این سامانه پرفشار قرارگرفته است شار و انتقال رطوبتی ضعیفی در نواحی شمالی ایران دیده می‌شود. این در حالی است که نقشه خودهمبستگی فضایی رطوبت (شکل ۷-E) نشان می‌دهد که مناطق دارای خوشه بالا که مقدار رطوبت و خودهمبستگی فضایی بالایی دارند دقیقاً در نواحی ساحلی دریای خزر و نواحی شمال شرقی کشور برقرار است و در انطباق کامل با منطقه حداکثر شار همگرایی رطوبت است. درمجموع ازآنجایی‌که مقادیر بالای خودهمبستگی فضایی رطوبت در تمام فصل بهار در نوار ساحلی دریای خزر برقرار است می‌توان استنباط کرد که عوامل محلی در توزیع پراکندگی پراکنش فضایی رطوبت در ایران تأثیر بسزایی دارند (فلاح قالهری و همکاران، ۱۳۹٤) علاوه بر این در نواحی جنوب شرقی کشور خودهمبستگی فضایی بالای رطوبتی به‌تبع شار همگرایی بالایی رطوبتی حاصل از دریای عرب در این مناطق برقرار است. درحالی‌که به‌جز نواحی مرکزی و قسمت‌هایی از رشته‌کوه‌های زاگرس که دارای الگوی خودهمبستگی پایین است سایر نواحی کشور فاقد الگوی خودهمبستگی فضایی رطوبتی در سطح زمین است. در همین زمان مطالعه و بررسی آب قابل بارش جو (شکل ۷-D) نشان می‌دهد که شار همگرایی رطوبت جو ایران در فصل بهار به‌گونه‌ای است که حداکثر مقدار آب قابل بارش جو دقیقاً منطبق بر هسته کم فشار مستقر بر روی ترکمنستان است؛ درحالی‌که بر روی دریای خزر به‌جز نواحی شمال شرقی و شرقی آن‌که تحت تأثیر پرفشار سیبری قرار دارد مقدار آب قابل بارش و شار همگرایی رطوبت بسیار ضعیف و ناچیز است.

٤- جمع‌بندی

با توجه به اینکه بارش اتفاق افتاده ارتباط مستقیم با رطوبت موجود در جو یا سامانه بارش زا دارد، بررسی میزان رطوبت جو به شکل آب قابل بارش و همچنین شار همگرایی بخارآب به یکی از موضوعات موردتوجه در مطالعات

جوی تبدیل‌شده است. در بررسی‌های مربوط بـه شـار رطوبـت و میـزان مشـارکت سـطوح آبـی در تـأمین رطوبـت بارش‌های بهاره ایران و یا بـه‌عبارتی‌دیگر در میـزان همگرایـی شـار رطوبـت بـه سـمت ایـران نوسـانات و تغییراتـی مشاهده‌شده است؛ به‌گونه‌ای که این تغییرات و نوسـانات در ترازهـای دریـا، ۸۵۰ و ۷۰۰ هکتوپاسـکالی بـا شـدت و ضعف‌هایی روبه‌رو بـوده اسـت. دراین‌بـین نقـش دریـای عـرب، خلـیج‌فـارس، دریـای سـرخ در تـراز ۸۵۰ و ۷۰۰ هکتوپاسکالی به شکل بارزتری در شار رطوبت بارش‌های بهاره ایران قابل‌ردیابی است و دریای خزر علـاوه بـر تـأمین رطوبت نواحی ساحلی در تراز دریا از منابع رطوبتی اصلی بارش‌های بهاره شمال غربی و شـمال شـرقی در تـراز ۷۰۰ هکتوپاسکالی بشمار می‌رود؛ این در حالی است که دریای عرب بیشترین نقش را در شار رطوبـت بـه سـمت نـواحی جنوبی و غربی ایران ایفا می‌کند، این در حالی است که فرج زاده و کریمی (۱۳۹۰) با مطالعه چگونگی انتقـال رطوبـت در بارش زمستانه غرب کشور دریای عرب و عمـان را مـوثرترین منبـع تـأمین رطوبـت دانسـته و بیشـترین نقـش در واگرایی شار رطوبتی را دریای عرب و عمان ایفا کرده‌اند. علاوه بر این نتایج نشان داد که دریای خـزر بیشـترین نقـش را در تأمین رطوبت نوار سواحلی خزر در طول فصل بهار دارند. در همین راستا دریای مدیترانه زمـانی کـه کـم فشـار سودانی فعال است به‌وسیله جریانات جنوب و شرق مدیترانه به سمت نواحی شمالی دریای سرخ انتقال پیـدا مـی‌کنـد و همسو با جریانات به سمت نواحی جنوبی و جنوب غربی ایران جابجا می‌شود. درحالی‌که رطوبت دریـای سـیاه بـه دلیل استقرار سامانه‌ها و حضور جریانات شرق سو به سمت نواحی شـمالی و شـمال شـرقی ایـران منتقـل مـی‌شـود. دراین‌بین کمترین نقـش را در شـار رطـوبتی بارش‌هـای بهـاره ایـران بخصـوص در نـواحی جنـوب شـرقی منطقـه موردمطالعه شبه‌قاره هند دارد و هرزمانی که انتقال رطوبت از سمت شبه‌قاره هند با دریای عـرب هماهنـگ و همزمـان گردد می‌تواند رطوبت بارش‌های جنوب شرقی کشور را تـأمین کنـد؛ بنـابراین مشـاهده مـی‌شـود کـه بـین تغییـرات ونوسانت ترازهای پایین جو در دریاهای سرخ و خلیج‌فارس بـا دریـای عـرب و عمـان همـاهنگی وجـود نـدارد. در همین زمان مطالعه خودهمبستگی فضایی رطوبت در سطح کشور نشان داده است که مقادیر رطـوبتی بـاارزش زیـاد و خودهمبستگی فضایی بالا در فصل بهار در نوار ساحلی دریای خزر، خلیج‌فارس و نواحی شمال غـرب کشـور وجـود دارد؛ به‌گونه‌ای که کمترین میزان تغییرات خودهمبستگی فضایی رطوبـت در نـوار سـاحلی دریـای خـزر و بیشـترین میزان افت و خیر در نواحی مرکزی ایران وجود دارد؛ این در حالی است که نواحی جنوبی کشور به دلیل گرمـای هـوا و وجود خلیج‌فارس رطوبت زیاد با خودهمبستگی بالای فضایی کاملاً مشاهده می‌شود.

منابع

براتی، غلامرضا؛ حیدری، ایرج؛ ۱۳۸۲. رده‌بندی منابع رطوبتی بارش‌های غرب ایران. سومین کنفرانس منطقه‌ای و اولین کنفرانس ملی تغییر اقلیم. اصفهان–۲۹ مهر الی اول آبان. ص ۱۵

جاناتان ای، مارتین؛ ١٣٨٦. دینامیک جو در عرض‌های میانه. ترجمه دکتر سیدابوالفضل مسعودیان، انتشارات سمت

خلج، علی؛ ۱۳۸۱. تحلیلی بر تأثیر رشته‌کوه زاگرس روی سیستم‌های سینوپتیکی مؤثر بر اقلیم ایران مرکزی. رساله دکتری جغرافیای طبیعی، دانشگاه تربیت مدرس

شریعتمداری، زهرا؛ ۱۳۹۱. هواشناسی عمومی. چاپ اول، انتشارات پارسا، صفحه ۲۸۰

عساکره، حسین؛ دوستکامیان، مهدی؛ ۱۳۹۳. تغییرات زمانی و مکانی آب قابل بارش جو ایران. مجله تحقیقات منابع آب ایران. شماره ۱. صص ۷۲-۸۶.

علیجانی، بهلول؛ ۱۳۷٤. منابع رطوبت بارندگی ایران؛ مجموعه مقالات هفتمین کنگره جغرافی‌دانان ایران. دانشگاه تهران، جلد دوم، صص ۲٦٦-۲۷٦

فرج زاده، منوچهر؛ کریمی، مصطفی؛ ۱۳۹۰. شار رطوبت و الگوهای فضایی- زمانی منابع تأمین رطوبت بارش‌های ایران. نشریه تحقیقات کاربردی علوم جغرافیایی. شماره ۲۲. صص ۲۲-۳۸

فلاح قالهری، غلام عباس؛ ۱۳۹۰. اصول و مبانی هواشناسی. انتشارات پژوهشکده اقلیم‌شناسی. صفحه ۷٦۰

فلاح قالهری، غلام عباس؛ اسدی، مهدی؛ داداشی رودباری، عباسعلی؛ ۱۳۹٤. تحلیل فضایی پراکنش رطوبت در ایران. مجله پژوهش‌های جغرافیای طبیعی. شماره ٤. ٦٥۰-٦۳۷

قائمی، هوشنگ؛ ۱۳۸٦. هواشناسی عمومی، انتشارات سمت

کریمی احمدآباد، مصطفی؛ ۱۳۸٦. تحلیل منابع رطوبت بارش‌های ایران. پایان‌نامه دکتری. استاد راهنما: دکتر منوچهر فرج زاده. دانشگاه تربیت مدرس. دانشکده علوم انسانی، گروه جغرافیا

لشکری، حسن؛ ۱۳۷۵. الگوهای سینوپتیکی بارش‌های شدید در جنوب غرب ایران. رساله دکتری جغرافیای طبیعی. دانشگاه تربیت مدرس

لشکری، حسن؛ ۱۳۸۱. مسیریابی سامانه‌های کم فشار سودانی ورودی به ایران. مجله مدرس. شماره ۲، ۱-۱۲

لشکری، حسن؛ ۱۳۸۲. مکانیسم تکوین، تقویت و توسعه مرکز کم فشار سودان و نقش آن بر روی بارش‌های جنوب و جنوب غرب ایران. پژوهش‌های جغرافیایی، ش ۷۵

لشکری، حسن؛ قائمی، هوشنگ؛ پرک، فاطمه؛ ۱۳۸۵. تحلیل رژیم بارندگی منطقه جنوب و جنوب غرب کشور. مجله سپهر. شماره ۸۵

مارتین، جاناتان ای. ترجمه مسعودیان، سیدابوالفضل؛ ۱۳۸۸. دینامیک جو در عرض‌های میانه. انتشارات دانشگاه اصفهان. ص ۱۷

مرادی، حمیدرضا؛ ۱۳۸۳. نقش دریای خزر در شرایط بارشی سواحل شمال کشور. مجله علوم دریایی ایران. دوره ۳. شماره ۲ و ۳. بهار و تابستان ۱۳۸۳

مسعودیان، سید ابوالفضل؛ ۱۳۸۷. شناسایی شرایط همدید همراه با بارش‌های ابرسنگین ایران. سومین کنفرانس مدیریت منابع ایران. ۲۳ الی ۲۵ مهرماه ۱۳۸۷. دانشگاه تبریز. دانشکده مهندسی عمران

مسعودیان، سید ابوالفضل؛ محمدی، بختیار؛ ۱۳۸۹. تحلیل فراوانی تابع همگرایی شار رطوبت در زمان رخداد بارش‌های ابرسنگین ایران. چهارمین کنگره بین‌المللی جغرافیدانان جهان اسلام. دانشگاه زاهدان

مفیدی، عباس؛ ۱۳۸۳. اقلیم‌شناسی سینوپتیکی بارش‌های سیل زا منشأ منطقه دریای سرخ در خاورمیانه. فصلنامه تحقیقات جغرافیایی. ش ۷۵

Big G. R. T. D. Jackals, P. S. Less and T. Osborn., 2003. the role of the oceans in climate. International Journal of Climatology, 23: 1127-1159

Evans J. Smith R, and Oglesby R., 2003. Precipitation processes in the Middle East Proceedings International on Modeling and Simulation MODSIM03, D. Post (ed.) Jupiter's Hotel and Casino, Townsville, Australia,6: 14-17.

Ghaemi H., 1994. Global Climate, Vol.1,Samt Publications, pp. 272

Lindesay J. A, Dabreton P C., 1993. Water vapor transport over southern Africa during wet and dry early and late summer months. In. j. climatology, 13: 151-170.

Liu, J. Stewart, R. E., 2003.Water Vapor Fluxes over the Saskatchewan River Basin, Journal of Hydrometeorology, 4: 944-959.

Stanley K. Andrews J., 2006. A Blended Satellite Total Perceptible Water Product for Operational Forecasting, Journal of Atmospheric and Oceanic, 24: 74 – 81

Viale Maximiliano, Nunez, Mario N., 2011. Climatology of Winter Orographic Precipitation over the Subtropical Central Andes and Associated Synoptic and Regional Characteristics, Journal of Hydrometeorology, 12: 481-493

Xu X. D. Miao Q, Wang J, Zhang, X., 2003. the water vapor transport model at the regional boundary during the meiyu period. Advances in Atmospheric Science, 20: 333-342

Xu, X. D. Shi,X.Y. Wang,Y.Q. Pang 3, S.Q. Shi,X. H., 2003. Data Analysis and Numberical Simulation of Moisture Source and Trasport Associated With Summer Precipitation In the Yangtze River Valley Over China, Meteorology Atmospheric Physics, 100: 217-231.